Vol.10, No.4, Winter 2022, pp.209-227 ISSN (Print):2322-1682 ISSN (Online):2383-3076

Journal of Geography and Environmental Hazards

RESEARCH ARTICLE DOI: 10.22067/geoeh.2021.71102.1079 Open access

Investigating Precipitation Return Period and its Probability of Occurrence in Iran based on Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP)

Azar Zarrin [a*], Abbasali Dadashi-Roudbari [a]

[a] *Department of Geography, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.*

Received: 21 June 2021 ***Revised: 1 August 2021*** ***Accepted: 10 September 2021***

Abstract

Return periods and the probability of the occurrence of precipitation are two important indicators in studies related to flooding and precipitation, and a correct understanding of the indicators can play an important role in climate risk studies. This study aimed to investigate the performance of the Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP) and to use it in determining the return periods and the probability of annual precipitation in Iran. For this purpose, the generalized extreme value (GEV) method was used. Four statistics of RMSE, MBE, PBIAS, and R^2 in Köppen-Geiger climate classification in Iran were used to evaluate the MSWEP data. The results showed that this data has the best performance in arid and semi-arid regions of the country with a PBIAS of 0.40 and 0.32. In contrast, this data showed the least performance in two rainy (Cfa) and mountainous areas (Dsb), so that the maximum PBIAS between the climate zones of the country is seen between -2.45 and -0.09% in the above-mentioned zones, respectively. The results showed that the maximum probable precipitation occurs in periods of 1 to 15 years in the northern coasts and its maximum intensity occurs in the southern coasts of Iran. The probability of occurrence of precipitation in Iran fluctuates between 2.03 to 32.02%. Decreasing latitude from north to south and decreasing height from west to east are associated with a decrease in the probability of occurrence of precipitation in Iran. Maximum uncertainty is seen in the mountainous regions of Iran with a high probability of occurrence of precipitation.

Keywords: Generalized Extreme Value (GEV), Iran, MSWEP, Precipitation Return Period, Precipitation

*. Corresponding Author: Azar Zarrin E-mail: zarrin@um.ac.ir Tel: + 985138805287

How to cite this Article: Zarrin, A.,Dadashi Roudbari, A. (2021). Investigating precipitation return period and its probability of occurrence in Iran based on Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP). Journal of Geography and Environmental Hazards, 10(4), 221-241.

doi: 10.22067/geoeh.2021.71102.1079

Geography and Environmental Hazards
Volume 10, Issue 4 - Number 40, Winter 2022
https://geoeh.um.ac.ir
https://dx.doi.org/10.22067/geoeh.2021.71102.1079

جغرافیا و مخاطرات محیطی، سال دهم، شمارهٔ چهلم، زمستان ۱۴۰۰ صص ۲۲۷-۲۰۹

مقاله پژوهشی

بررسی دوره بازگشت و احتمال رخداد بارش در ایران بر اساس پایگاه داده بارش همادی-وزنی چند منبعی (MSWEP)

آذر زرین[1]- استادیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد
عباسعلی داداشی رودباری- پژوهشگر پسادکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۳/۳۱ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۵/۱۰ تاریخ تصویب: ۱۴۰۰/۶/۱۹

چکیده

دوره بازگشت و احتمال رخداد بارش دو نمایه مهم در مطالعات مربوط به سیل و بارش‌های فرین محسوب می‌شوند و درک صحیح از این دو نمایه می‌تواند نقش مهمی در مطالعات ریسک اقلیمی داشته باشد. این پژوهش با هدف بررسی کارایی پایگاه داده بارش همادی-وزنی چند منبعی (MSWEP[2]) و کاربست آن در تعیین دوره‌های بازگشت و بررسی احتمال رخداد بارش سالانه در ایران انجام شده است. برای این منظور از روش توزیع فرین تعمیم یافته (GEV[3]) استفاده شد. برای درستی سنجی داده‌های پایگاه MSWEP از چهار سنجه آماری RMSE، MBE، PBIAS و R^2 در پهنه‌های اقلیمی کوپن-گایگر در ایران استفاده گردید. نتایج نشان داد که این پایگاه داده در مناطق خشک و نیمه‌خشک کشور با درصد اریبی ۰/۴۰ و ۰/۳۲ بهترین کارایی را دارد. در مقابل، این پایگاه داده در دو پهنه پرباران (Cfa) و کوهستانی (Dsb) کمترین کارایی را خود نشان داد؛ به‌طوری‌که بیشینه درصد اریبی در بین پهنه‌های اقلیمی کشور به ترتیب با ۲/۴۵- و ۴/۰۹- درصد در پهنه‌های مذکور دیده شد. نتایج نشان داد که بیشینه مقدار بارش محتمل در دوره‌های ۱ تا ۱۵ ساله در سواحل شمالی و بیشینه شدت آن در سواحل جنوبی ایران اتفاق می‌افتد. احتمال رخداد بارش در ایران بین ۲/۰۳ تا ۳۲/۰۲ درصد در نوسان است. کاهش عرض

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۱۵۵۰۱۵۹۲۱ Email: zarrin@um.ac.ir

2 Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP)
3 Generalized Extreme Value (GEV)

نحوه ارجاع به این مقاله:

زرین، آذر؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ ۱۴۰۰. بررسی دوره بازگشت و احتمال رخداد بارش در ایران بر اساس پایگاه داده بارش همادی- وزنی چند منبعی (MSWEP). *جغرافیا و مخاطرات محیطی*. ۱۰(۴). صص ۲۲۷-۲۰۹
https://dx.doi.org/10.22067/geoeh.2021.71102.1079

جغرافیایی از شـــمال به جنوب و کاهش ارتفاعات از غرب به شـــرق با کاهش احتمال رخداد بارش روزانه در ایران در ارتباط هســتند. بیشــینه عدم قطعیت در احتمال رخداد بارش روزانه در مناطق کوهستانی ایران مشاهده شد.

کلیدواژه‌ها: ایران، پایگاه داده بارش MSWEP، توزیع فرین تعمیم یافته (GEV)، دوره بازگشت بارش.

۱- مقدمه

مخاطرات طبیعی تهدید مهمی برای امنیت عمومی، زیرساخت‌ها، منابع طبیعی و توسعه اقتصادی در سراسر جهان هســتند (راگنو و همکاران[1]، ۲۰۱۹). در ســال‌های اخیر، رخدادهای فرین اقلیمی[2] در بســیاری از نقاط جهان به میزان قابل‌توجهی افزایش یافته‌اند (الکســاندر و همکاران[3]، ۲۰۰۶؛ وال و همکاران[4]، ۲۰۱۵؛ مایره و همکاران[5]، ۲۰۱۹؛ ســال و همکــاران[6]، ۲۰۲۱). بــه دلیل اهمیت فرین‌های اقلیمی در مدیریت ریســک و طراحی مهندســی (چنگ و همکاران[7]، ۲۰۱٤)، علاقه زیادی به شــناخت چگونگی تغییر در این رخدادها به‌ویژه دوره بازگشــت بارش و احتمال رخداد آن وجود دارد. بررســی دوره‌های بازگشت بارش و احتمال رخداد آن برای کشوری همچون ایران با اقلیم غالب خشک و نیمه‌خشک می‌تواند برای مدیریت منابع آب و پیش‌بینی احتمال وقوع سیلاب بسیار مفید باشد.

از روش‌های آماری ایســتا و نا ایستا برای بررسی ارتباط رخدادهای فرین بارشی (به‌عنوان‌مثال بارش‌های سنگین و خیلی ســنگین و ســیل) و احتمال وقوع آن‌ها اســتفاده می‌شــود (اســتدینگر و همکاران[8]، ۱۹۹۳). در مطالعات اقلیمی، تکنیک‌های تحلیل فراوانی کلاســیک و ایســتا نتایج درســتی را از واقعیت‌های اقلیمی ارائه نمی‌دهند، چراکه احتمال رخداد بارش و دوره بازگشــت از رویکرد ناایســتایی پیروی می‌کنند (خالق و همکاران[9]، ۲۰۰٦). بااین‌حال، فقط تعداد کمی از مطالعات بارش را با مدل‌های ناایســتا در ایران بررســی کرده‌اند. ازاین‌رو لزوم یک مطالعه جامع در این حوزه احساس می‌شود.

افزایش رخدادهای فرین و پیامدهای گزارش شــده از آن‌ها در ســراســر جهان انگیزه استفاده از روش‌های ناایستا را برای اطمینان از به دســت آوردن مشــخصــه‌های در حال تغییر اقلیم افزایش داده اســت (میلی و همکاران[10]، ۲۰۰۸). بــااین‌حــال، نظرات و دیــدگاه‌های گوناگونی در مورد مدل‌های ناایســتا برای تحلیل فرین‌ها وجود دارد. بســیاری از

1 Ragno et al
2 Extreme climate events
3 Alexander et al
4 Wahl et al
5 Myhre et al
6 Sun et al
7 Cheng et al
8 Stedinger et al.
9 Khaliq et al.
10 Milly et al

روش‌های موجود برای تحلیل فرین‌ها که تحت فرض ناایستایی می‌باشند، دارای محدودیت‌های زیادی ازجمله فقدان یک چارچوب کلی برای ترکیب متغیرهای درگیر در برآورد پارامترها و عدم قطعیت در برآورد احتمال رخداد فرین‌های بارشی و دوره‌های بازگشت وجود دارد (گائو و همکاران، ۲۰۱۶). بررسی دوره‌های بازگشت و احتمال رخداد بارش برای طیف گسترده‌ای از کاربردهای پژوهشی، مهندسی و عملیاتی ضروری است. از اطلاعات دوره‌های بازگشت بارش در بخش پژوهشی می‌توان برای ارزیابی خروجی مدل‌های اقلیمی، در بخش مهندسی برای برنامه‌ریزی و در زمینه عملیاتی نیز برای طراحی و مدیریت زیرساخت‌ها استفاده کرد. همچنین برای بهبود سامانه‌های پیش‌بینی سیل و خشکسالی نیز می‌توان از این رویکرد مطالعاتی استفاده نمود (بوسیلوویچ و همکاران[1]، ۲۰۰۸؛ هیرپا و همکاران[2]، ۲۰۱۶؛ یان و همکاران[3]، ۲۰۱۹). توانایی برآورد قابل‌اطمینان از مقدار و فراوانی مورد انتظار رخدادهای فرین برای بهبود عرصه‌های مدیریتی ریسک، اساسی است. از طرف دیگر برآورد دوره بازگشت و احتمال رخداد بارش از موضوعات مهم در مطالعات اقلیمی است. بر این اساس ضمن استفاده از روش‌های کارآمد برای بررسی رخداد فرین‌های بارشی، استفاده از داده‌های معتبر نیز یک ضرورت جدی تلقی می‌شود. پایگاه‌های داده بارش دارای اریبی زیادی در مناطق کوهستانی هستند و ازآنجایی‌که بخش‌های بزرگی از ایران در شمال‌غرب و غرب را مناطق مرتفع کوهستانی تشکیل می‌دهند، استفاده از داده‌ای که بتواند کمترین خطا را ارائه دهد از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. داده‌های همادی از خطای کمتری در برآورد بارش نسبت به داده‌های منفرد برخوردارند (بیک و همکاران، ۲۰۱۹) بر این اساس با تکیه بر نتایج داده‌های همادی می‌توان نتایج مطمئن‌تری را برای برآورد احتمال رخداد بارش و دوره بازگشت آن به‌دست آورد. دوره‌های بازگشت بارش و احتمال رخداد آن یکی از موضوعات موردتوجه در علوم جوی و بخصوص اقلیم‌شناسی و هیدرولوژی است. همان‌طور که پیش‌تر بحث شد دو رویکرد ایستایی و ناایستایی در بررسی فرین‌های اقلیمی موردتوجه است. نظر به اهمیت رویکرد ناایستایی و استفاده از این روش در پژوهش حاضر، در ادامه پژوهش‌هایی که از رویکرد ناایستایی استفاده کرده‌اند موردتوجه و بررسی قرار می‌گیرند. در یکی از این پژوهش‌ها، گرویزمن و همکاران[4] (۲۰۰۵) با بررسی روند بارش فرین در اقلیم‌های مختلف کره زمین بر اساس روش GEV نشان دادند که مناطقی با مقدار بارش زیاد در دوره‌های بازگشت، دارای رخدادهای بارش سنگین و بسیار سنگین هستند. در پژوهشی دیگر دگانتو[5] (۲۰۰۹) دوره‌های بازگشت بارش در ایالات‌متحده آمریکا را با روش GEV برای دوره آماری ۲۰۰۷–۱۹۵۰ موردبررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که امکان دارد طوفان‌های بزرگ در هر ۴۰ سال یکبار اتفاق بیافتند. همچنین ایشان نشان داد که بارش‌هایی با دوره بازگشت ۲ ساله

1 Bosilovich et al.
2 Hirpa et al.
3 Yan et al.
4 Groisman et al
5 DeGaetano

به ازای هر دهه ۲ درصـد افزایش یافته‌اند. گائو و همکاران[1] (۲۰۱٦) به مدل‌سـازی ناایسـتایی بارش‌های فرین در چین با اسـتفاده از ٦۳۱ ایسـتگاه طی دوره ۲۰۱۳–۱۹۵۱ پرداختند و به این نتیجه رسیدند که توزیع‌های GEV ناایستا کارایی بهتری از معادل ایسـتایی آن دارند. برآورد پارامترهای GEV و تحلیل ایسـتایی و ناایستایی از بارش‌های فرین در آفریقا پژوهشـی است که دپائولا و همکاران[2] (۲۰۱۸) بدان پرداختند. نتایج آن‌ها نشان داد که روند بارش از رویکرد ناایستایی پیروی می‌کند و بررسـی اثرات تغییر اقلیم با رویکرد ناایسـتایی نتایج بهتری را نسبت به روش ایستایی ارائه می‌دهد. وو و میشـرا[3] (۲۰۱۹) با بررسـی فراوانی رخدادهای فرین بارش در آمریکا ضمن آشکارسازی افزایش فراوانی رخدادهای بارش فرین نشـــان دادند که بیش‌تر بارش‌های فرین از حالت ناایســـتایی پیروی می‌کنند. ونر و همکاران[4] (۲۰۲۰) به بررسـی دوره‌های بازگشت فرین‌های دما و بارش بر اساس برونداد مدل‌های CMIP6 پرداختند و به این نتیجه رسیدند که با افزایش طول دوره بازگشـــت، فراوانی فرین‌های اقلیمی کمتر می‌شـــود. بارش و پایگاه‌های داده بارش موردتوجه پژوهش‌های بسـیاری در ایران بوده اسـت. به‌طوری‌که پژوهش‌های بسـیاری به‌درسـتی سـنجی پایگاه‌های داده بارش TRMM و GPCC (میری و همکـاران، ۱۳۹۵)، ERA-interim (رضـیئی و سـتوده، ۱۳۹٦) و ERA-Interim، PERSIANN-CDR و CHIRPS (گرجی زاده و همکاران، ۱۳۹۸) پرداختند. بااین‌حال تا کنون پژوهشـــی که داده‌های همادی را در سـطح کشـور درسـتی سـنجی و اسـتفاده کرده باشد، انجام نشده است. همان‌طور که تاکنون پژوهشی از قابلیت‌های داده‌های وزنی چندگانه برای برآورد بارش در کشـور اسـتفاده نکرده اسـت، کمتر پژوهشـی نیز روش‌های ناایسـتایی را برای بررسـی بارش و رخدادهای فرین آن موردتوجه قرار داده است. از معدود پژوهش‌هایی که با استفاده از روش فرین تعمیم یافته (GEV) به بررسـی بارش‌های فرین در ایران پرداخته‌اند می‌توان به پژوهش عساکره (۱۳۹۱) و مظفری و همکاران (۱۳۹٦) اشـــاره کرد. عســـاکره (۱۳۹۱) تغییر توزیع فراوانی بارش‌های فرین شـــهر زنجان را با اســـتفاده از توزیع فرین تعمیم یافته (GEV) موردبررســـی قرار داد. نتایج وی نشـــان داد که چند نوع ناایســـتایی در بارش‌های زنجان رخ داده اســـت. این ناایســـتایی‌ها به صـــورت چرخه‌ها، جهش و نیز تغییر توزیع فراوانی قابل‌رؤیت اسـت. مظفری و همکاران (۱۳۹٦) نیز با واکاوی روابط فضـایی بارش‌های فرین در غرب ایران نشـان دادند که الگوی فضـــایی بارش‌های فرین در غرب ایران یک الگوی خوشـــه‌ای اســـت که معنی‌داری آن در ســـطح ۹۹ درصـــد تأیید می‌گردد.

جمع‌بندی پیشـینه پژوهش نشـان می‌دهد که به‌رغم عدم قطعیت پایین‌تر روش‌های ناایسـتایی و درک مؤثرتری که از بارش و بارش‌های فرین در اختیار ما قرار می‌دهند، این روش تاکنون کمتر در ایران مورداســـتفاده قرار گرفته اســـت. این پژوهش دوره بازگشـت و احتمال رخداد آن در ایران را بر اسـاس روش‌های ناایسـتایی با کاربست داده‌های پایگاه

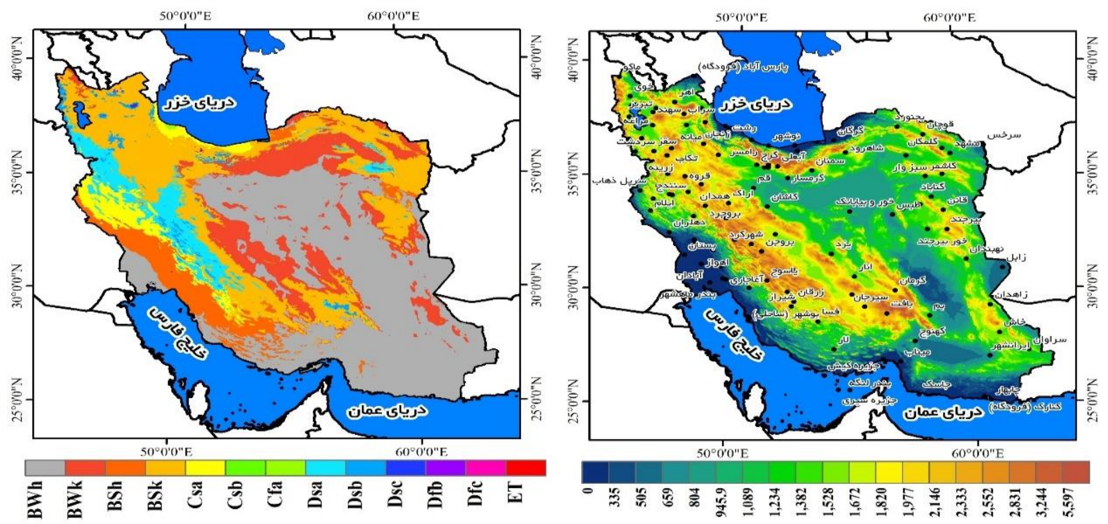
1 Gao et al
2 De Paola et al
3 Vu & Mishra
4 Wehner et al

بارش همادی-وزنی که برآورد مطمئن‌تری از بارش دارند به‌عنوان مسئله اصلی موردتوجه قرار داده است. لذا این پژوهش با سه هدف اصلی ۱- درستی سنجی داده‌های پایگاه بارش همادی-وزنی MSWEP در مناطق مختلف اقلیمی ایران؛ ۲- بررسی دوره بازگشت و ۳- بررسی احتمال رخداد بارش با استفاده از روش توزیع فرین تعمیم یافته (GEV) انجام شد. نتایج این پژوهش برای مطالعات مرتبط با سیل، فرین‌های بارشی و هیدرولوژی از اهمیت شایان توجهی برخوردار است.

۲- مواد و روش

۲-۱- منطقه موردمطالعه

ایران کشوری وسیع در جنوب غرب آسیا است و به جهت اقلیمی کشوری خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شود. ارتفاع ایران از کمتر از ۲۸ متر در سواحل جنوبی دریای خزر تا ۵٦۱۰ متر در قله دماوند در تغییر است (شکل ۱). رشته‌کوه‌های البرز در شمال و زاگرس در غرب نقش بسزایی در تقسیم کشور به پهنه‌های مختلف اقلیمی دارند. این مناطق کوهستانی همانند سدی در مقابل رسیدن رطوبت به قسمت مرکزی کشور عمل می‌کنند، که درنتیجه بارش در این مناطق نسبت به سایر مناطق کشور بسیار کم‌تر است. ایران همچنین میزبان یکی از گرم‌ترین بیابان‌های جهان-دشت لوت- است. بر اساس روش طبقه‌بندی اقلیمی کوپن بیش از ۸۰ درصد از مساحت کشور در مناطق خشک و نیمه‌خشک واقع شده‌اند (رضیئی، ۱۳۹٦).



شکل ۱- طبقه‌بندی اقلیمی ایران بر اساس روش کوپن-گایگر (تفکیک افقی ۱ کیلومتر) (بیک و همکاران، ۲۰۱۸) و مدل رقومی ارتفاعی (SRTM) با تفکیک افقی ۳۰ متر به همراه پراکنش ۱۲۰ ایستگاه همدید طی دوره آماری ۲۰۱۷-۱۹۹۰

۲-۲- پایگاه داده بارش همادی-وزنی چند منبعی (MSWEP)

در بین متغیرهای هواشناسی، بارش به دلیل ناهمگنی زمانی – مکانی یکی از پیچیده‌ترین متغیرها است (پرین و گوبیت، ۲۰۱۷). داده‌های مشاهداتی به‌عنوان منبع اصلی جهت بررسی بارش‌های فرین هستند؛ بااین‌حال تعداد ایستگاه‌های هواشناسی در ایران که داده بلندمدت بارش در اختیار داشته باشند بسیار محدود است و در کویرهای داخلی و مناطق کوهستانی ایران عملاً ایستگاه‌هایی با داده بارش بلندمدت وجود ندارد. طی دهه‌های گذشته مجموعه داده‌های بازتحلیل بسیاری همانند GPCC[1]، ERA5[2]، CRU[3]، MERRA-2[4] و داده‌های ماهواره‌ای همانند TRMM[5]، GPM[6] و PERSIANN-CDR[7] برای بارش ایجاد شده‌اند (سان و همکاران، ۲۰۱۸). این مجموعه داده‌ها از نظر منبع داده (ایستگاه، رادار زمینی، ماهواره، بازتحلیل شده و یا همادی)، تفکیک افقی (از ۰/۰۵ تا ۲/۵ درجه قوسی)، گام زمانی (۳۰ دقیقه تا ماهانه) و از نظر هدف از بازتولید مجموعه داده‌ها (دقت مکانی، همگنی زمانی، طول دوره یا ترکیبات آن) متفاوت هستند. هر داده شبکه‌ای بارش حتی داده‌های ماهواره‌ای دارای عدم قطعیت و بیش‌برآوردی/کم برآوردی هستند. بهترین راهکار برای کاهش عدم قطعیت داده‌های شبکه‌ای استفاده از الگوریتم همادی-وزنی است، چراکه تلفیق داده‌های مختلف باعث کاهش اریبی داده‌ها می‌گردد (بیشاپ و آبراموویتز[8]، ۲۰۱۳). لذا به این دلیل در این پژوهش از داده‌های بارش پایگاه همادی-وزنی MSWEP استفاده گردید. پایگاه داده بارش همادی-وزنی چند منبعی یک مجموعه داده جهانی بارش است که دارای گام‌های زمانی ۳ ساعته، روزانه و ماهانه است. در این پژوهش از MSWEP-V220 استفاده گردید که دارای دوره آماری ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۷ است (بیک و همکاران[9]، ۲۰۱۹). این مجموعه داده نسبت به سایر داده‌های شبکه‌ای بارش ازاین‌جهت منحصربه‌فرد است که از یک رویکرد ترکیبی-وزنی مبتنی بر داده‌های ایستگاهی، ماهواره‌ای و بازتحلیل بهره می‌برد تا برآورد قابل‌اطمینان‌تری از بارش را در کره زمین ارائه دهد. از زمان انتشار نسخه ۱ (با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه قوسی) در ماه می ۲۰۱٦، MSWEP با موفقیت در مقیاس جهانی برای اهداف مختلفی مورداستفاده قرار گرفته است. نسخه دوم پایگاه داده MSWEP تلفیقی از داده‌های مبتنی بر ایستگاه (WorldClim, GHCN-D,GSOD و GPCC)، ماهواره (CMORPH, GridSat, GSMaP, TRMM و TMPA3B42RT) و بازتحلیل (ERA-Interim و JRA-55) است. پایگاه داده بارش MSWEP-V220 از چندین جنبه نسبت به سایر داده‌های موجود منحصربه‌فرد است: ۱) تفکیک افقی (۰/۱ درجه قوسی) و گام زمانی بالا (۳

1 Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)
2 ECMWF Reanalysis v5 (ERA5)
3 Climatic Research Unit (CRU)
4 Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2)
5 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)
6 Global Precipitation Measurement (GPM)
7 Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks - Climate Data Record (PERSIANN-CDR)
8 Bishop & Abramowitz
9 Beck et al

ســاعته)؛ ۲) تلفیق وزنی طیف گســتردهای از مجموعه دادههای ایســتگاه، ماهواره و بازتحلیلها، برای برآورد بهتر بارش در هر مکان، ۳) تصــحیح اریبی برای بارانریزه (Drizzle). ٤) تصــحیح اریبی ســیستماتیک بارش با ایستگاههای زمینی به دلیل کمبود ایســتگاه در ۱۳۷٦۲ حوضــه آبریز در ســراســر جهان؛ ٥) تصــحیح اریبی بارش با اســتفاده از مشاهدات روزانه از ۷٦۷٤۷ ایستگاه در سراسر کره زمین (بیک و همکاران، ۲۰۱۹).

۲-۳- ایستگاههای همدید ایران

برای درســتی ســنجی برونداد بارش پایگاه MSWEP-V220 از دادههای ایســتگاههای هواشــناســی همدید استفاده شــد. برای گزینش ایســتگاههای همدید ســه شــرط موردتوجه قرار گرفت: ۱- مشارکت حداکثری ایستگاهها در ایران. ۲- حداکثر داده مفقود از کل ســری زمانی ایســتگاه بیش از ۱۰ درصــد نباشــد (زولینا[1]، ۲۰۰٦)؛ و ۳- همگنی دادهها با آزمون الکســاندرســون (SNHT) (الکساندرسون[2]، ۱۹۸٦) بررسی و همگنی آنها در سطح ۰/۰۵ مورد تأیید قرار گیرد. این آزمون ازآنجهــت برای همگنی دادهها مورداســــتفاده قرار گرفت که آزمونی با بازدهی بالاســــت که میتواند به دو شــکل مطلق و نســبی مورداســتفاده قرار گیرد (رحیمزاده و نساجیزواره، ۱۳۹۳). در این پژوهش برای بررسی همگنی ســریهای ســالانه بارش از نوع مطلق این آزمون اســتفاده گردید. بر اســاس سه شرط یاد شده ۱۲۰ ایستگاه برای دوره آماری ۲۰۱۷-۱۹۹۰ برای درستی سنجی بارش گزینش گردید که در شکل (۱) موقعیت آنها نشان داده شده است.

۲-٤- سنجههای آماری مورداستفاده جهت درستی سنجی

در این پژوهش از چهار ســنجه آماری RMSE[3]، MBE[4]، PBIAS[5] و R^2[6] اســتفاده شد که جزئیات آنها در جدول (۱) آمده است.

جدول ۱- سنجههای آماری مورداستفاده در این پژوهش

سنجه آماری	نحوه محاسبه آماره
مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE)	$RMSE = \frac{\frac{1}{n}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(z^*(X_i) - Z(X_i))^2}}{n}$
میانگین اریبی خطا (MBE)	$MBE = \frac{\sum_{i=1}^{n}(O - P)}{n}$
درصد مقدار اریبی (PBIAS)	$Pbias = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(Y_i^{obs} - Y_i^{sim}) * (100)}{\sum_{i=1}^{n}(Y_i^{obs})}\right]$
ضریب تبیین (R^2)	$R^2 = \frac{(\sum(P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O}))^2}{\sum(P_i - \bar{P})^2(O_i - \bar{O})^2}$

1 Zolina
2 Alexandersson
3 Root Mean Square Error (RMSE)
4 Mean Bias Error (MBE)
5 Percentage of Bias (PBIAS)
6 Coefficient of Determination (R2)

در روابط MBE و R^2 ، P_i مقـدار برآورد شـــده، O_i مقدار اندازه‌گیری، $\bar{P}$ و $\bar{O}$ میانگین مقادیر اندازه‌گیری شـــده می‌باشــند. همچنین در RMSE، $z^*(X_i)$ مقدار برآورد شــده متغیر در X_i، $Z(X_i)$ مقدار مشــاهده‌ای متغیر در X_i، n تعداد کل داده‌های مشـاهده‌ای اسـت. در رابطه (PBIAS) Y_{sim} مقدار برآورد شـده (پایگاه MSWEP) و Y_{obs} مقدار مشاهداتی (ایستگاه‌های همدید منتخب) است.

۲-۵- دوره‌های بازگشت بارش در ایران با روش مقادیر فرین تعمیم یافته (GEV[1])

بررسـی فراوانی بارش‌های فرین و دوره بازگشـت آن‌ها از اهمیت بالایی در مدیریت ریسک سیلاب و خشکسالی برخوردار اســت (فـانگ و همکاران[2]، ۲۰۱۹) که می‌توان آن را با اســتفاده از توزیع‌های احتمال با نظریه مقدار فرین برآورد کرد (کولز[3]، ۲۰۰۱). نظریه مقدار فرین (EVT[4])، به‌عنوان یکی از شـاخه‌های مهم علم آمار، به‌طور گســترده در علوم هواشـناسـی و هیدرولوژی مورداستفاده قرار گرفته است (سوکیسیان و تسالیس[5]، ۲۰۱۵). در بیش‌تر موارد، EVT اعمال شـده در هواشـناسـی و هیدرولوژی بر این فرض استوار است که این رخدادها ایستا[6] هستند (کاتز و همکاران[7]، ۲۰۰۲). بااین‌حال، فرض ایســتایی به دلیل بروز تغییر اقلیم و وردایی آن در ســال‌های اخیر به‌تدریج به چالش کشــیده شـده اسـت (سـالاس و اوبیسـکرا[8]، ۲۰۱٤). ناایسـتایی ممکن است بر شدت و فراوانی رخدادهای فرین تأثیر بگذارد (میکا[9]، ۲۰۱۳؛ مونیر و گائو[10]، ۲۰۱۵)؛ بنابراین، مدل‌های توزیع احتمال ناایســتایی[11] باید موردبررســی قرار گیرند. دو روش فرین تعمیم یافته(GEV) و توزیع پارتو تعمیم یافته (GPD) به‌طور گســترده‌ای برای تحلیل رخدادهای فرین مورداســتفـاده قرار می‌گیرند (آکرو و همکاران[12]، ۲۰۱۰؛ رولفوا و همکاران[13]، ۲۰۱٦؛ یوزگاتلیگیل و ترکش[14]، ۲۰۱۸؛ فانگ و همکاران[15]، ۲۰۱۹؛ خاویر و همکاران[16]، ۲۰۲۰؛ کیم و همکاران[17]، ۲۰۲۰). در این مطالعه برای محاســبه دوره بازگشت مجموع بارش سالانه در ایران از روش فرین تعمیم یافته (GEV) استفاده شد.

1 Generalized Extreme Value (GEV)
2 Fang et al
3 Coles et al
4 Extreme value theory (EVT)
5 Soukissian and Tsalis
6 stationary
7 Katz et al
8 Salas and Obeysekera
9 Mika
10 Monier and Gao
11 Nonstationary
12 Acero et al
13 Rulfová et al
14 Yozgatlıgil & Türkeş
15 Fang et al
16 Xavier et al
17 Kim et al

دوره‌های بازگشـــت به‌عنوان توابع کمی توزیع GEV محاســـبه شـــدند. تابع چگالی تجمعی (CDF[1]) (آقاکوچک و همکاران، ۲۰۱۱؛ خارین و همکاران[2]، ۲۰۱۳) توزیع GEV همانند معادله (۱) است.

$$GEV(x) = exp\left[-\left(1 + \varepsilon\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^{-1/\varepsilon}\right]\varepsilon \neq 0 \qquad (۱)$$

در رابطه (۱) σ،μ و ε به ترتیب پارامترهای موقعیت، مقیاس و شـکل هسـتند (خارین و همکاران، ۲۰۱۳). سپس سـطح بازگشـت x_p مربوط به دوره‌های بازگشـت (یا بازه‌های بازگشـت) $T = 1/p$ را می‌توان برآورد کرد، که در آن احتمـال تجمعی برابر اســـت بـا $p - 1$ (فـانگ و همکاران، ۲۰۱۹؛ کیم و همکاران، ۲۰۲۰). از روش حداکثر احتمال برای برازش داده‌ها استفاده شد (خارین و زویارس[3]، ۲۰۰۵).

۳- یافته‌ها

۳-۱- درستی سنجی پایگاه داده بارش MSWEP-V2 در ایران

برای درسـتی سـنجی برونداد بارش پایگاه MSWEP در مقیاس سـالانه از چهار سنجه آماری R^2، RMSE، MBE و PBIAS اسـتفاده شـد. همچنین برای بررســی بهتر کارایی این پایگاه در مناطق مختلف اقلیمی، متوســط هر یک از آمـاره‌ها در پهنه‌های مختلف اقلیمی کوپن-گایگر ارائه شــد. روش پهنه‌بندی اقلیمی کوپن-گایگر به دلیل مقبولیت بالا در ســطح جهانی نســبت به ســایر روش‌های موجود طبقه‌بندی اقلیمی از یکســو و همچنین در نظر گرفتن متغیرهای بیش‌تر، به‌عنوان روش طبقه‌بندی در این پژوهش انتخاب شـد. همچنین علت درسـتی سـنجی بارش در مقیاس سالانه به این دلیل اسـت که دوره بازگشـت و احتمال رخداد بارش در مقیاس سـالانه محاسبه می‌گردد که بر این اساس بهتر می‌توان نســبت به نتایج به‌دســت‌آمده در مقیاس ســالانه بحث کرد. مقدار ضــریب تبیین (R^2) برای برونداد بارش MSWEP در ایران بین ۰/۸۲ تا ۰/۹۹ در تغییر اسـت که نشـان‌دهنده کارایی قابل‌قبول این پایگاه داده بارش در کشـور اسـت. بالاترین ضـریب تبیین در مناطق خشـک و نیمه‌خشـک ایران به‌دست آمده است که با توجه به مقدار کم بارش سـالانه در این مناطق چندان دور از انتظار نبوده اسـت. همان‌طور که در شـکل (۲) دیده می‌شود بیشینه مقدار RMSE در سـواحل جنوبی دریای خزر اسـت که خطای بیش‌تر از ۱۰ میلی‌متر را نشان می‌دهد (پهنه اقلیمی Cfa). کمینه مقدار RMSE نیز با مقدار کمتر از ۱ میلی‌متر در جنوب‌شـرق و مناطق داخلی ایران دیده می‌شـود. با توجه به نتایج بررســی این دو سنجه می‌توان نتیجه گرفت که این پایگاه داده در مناطق خشک و نیمه‌خشک کارایی بسیار بالاتری دارد.

1 Cumulative Density Function (CDF)
2 Kharin et al
3 Kharin and Zwi

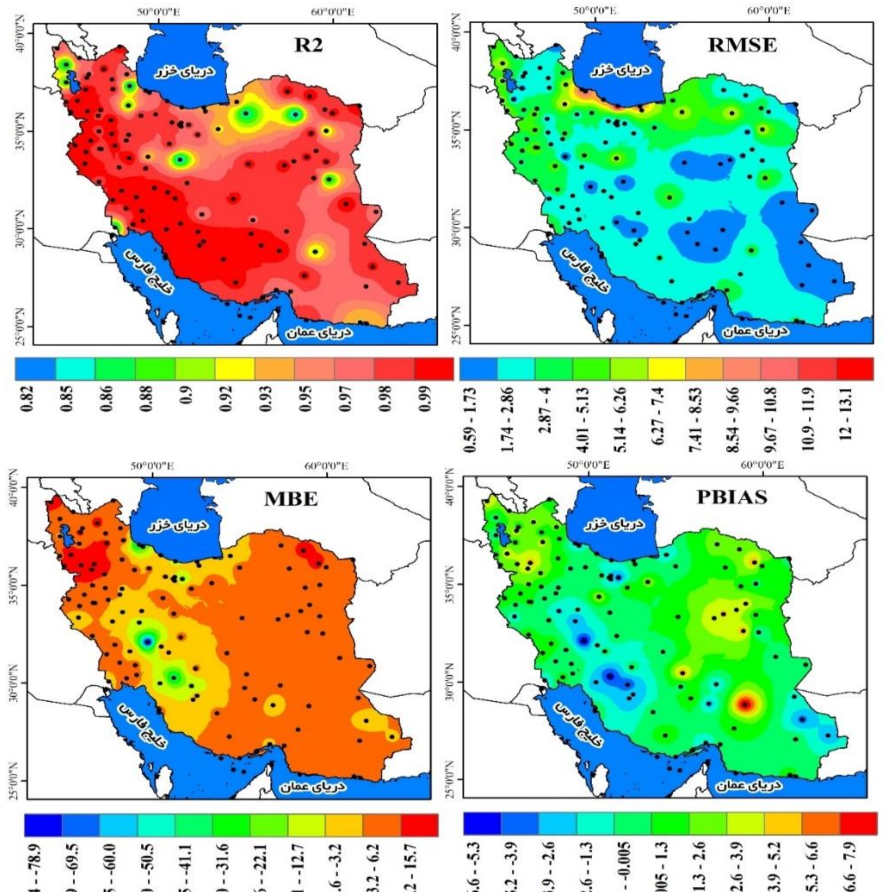
مقادیر MBE نیز همانند RMSE است و نشانگر آن است که از جنوب به شمال ایران مقدار اریبی افزایش می‌یابد. در مقیاس سالانه اریبی بارش در ایران بین ۸۸/۴۴- تا ۱۵/۷۱ میلی‌متر در نوسان است. در زاگرس مرتفع و جنوب غربی دریای خزر مقدار اریبی منفی شده است (کم برآوردی). بر این اساس می‌توان اذعان داشت که MSWEP در مناطق پربارش و مرتفع ایران دارای کم‌برآوردی است. از ۱۲۰ ایستگاه موردبررسی برای درستی سنجی پایگاه MSWEP در ۵۶/۴۱ درصد از ایستگاه‌ها اریبی منفی (کم‌برآوردی) و در ۴۳/۵۹ درصد از ایستگاه‌ها اریبی مثبت (بیش‌برآوردی) به‌دست آمده است. به‌طورکلی بررسی اریبی در پهنه‌های اقلیمی نشان می‌دهد که بارش در پهنه‌های Cfa، BSK، BSh، BWk، Csa، Dsa و Dsa دارای اریبی منفی است (جدول ۲) که نشان دهنده کم برآوردی این پایگاه بارش در پهنه‌های مذکور است.

همان‌طور که در شکل (۲) و جدول (۲) مشخص است بر اساس سنجه‌های RMSE و MBE، بارش در مناطق شمالی (Cfa و Csa) و زاگرس مرتفع (Dsb) دارای اریبی و خطای زیادی است که مبین کارایی نه‌چندان مناسب این پایگاه داده در مناطق شمالی ایران یا به عبارتی در پهنه‌های اقلیمی Cfa، Csa و Dsa است؛ اما مقایسه نتایج این دو سنجه آماری با PBIAS نتیجه متفاوتی را نشان می‌دهد. علت این تفاوت در نحوه محاسبه دو سنجه RMSE و MBE است. ازآنجاکه مقادیر RMSE و MBE تابعی از دامنه تغییرات بارش در هر ایستگاه است، مقدار زیاد RMSE و MBE در ایستگاه‌های ناحیه خزری (پهنه‌های اقلیمی Cfa و Csa) واقع در شمال ایران (ایستگاه‌های بندر انزلی، بابلسر، گرگان، رامسر و رشت) به جهت مقدار زیاد بارش در این ایستگاه‌ها است. لذا به کاربستن تنها دو سنجه RMSE و MBE نتایج صحیحی را ارائه نمی‌دهد. برای رفع این مشکل از سنجه PBIAS استفاده شد.

نتایج مربوط به سنجه PBIAS نشان داد که به‌رغم مقدار بالای MBE برای پهنه‌های شمالی (مقدار MBE به‌دست آمده در پهنه اقلیمی Cfa، ۵۸/۴۳ - میلی‌متر است) این مقدار نسبت به کل بارش این پهنه‌ها کمتر از ٤ درصد (درصد اریبی منفی) است که نشانگر دقت مناسب داده‌های MSWEP-V220 در پهنه‌های خزری ایران است. بر عکس مقدار MBE که تابعی از دامنه تغییرات بارش است و با افزایش بارش مقدار آن به شکل غیرواقعی افزایش می‌یابد، لذا PBIAS سنجه کاراتری برای برآورد درصد اریبی بارش در ایران است. از نظر پراکنش فضایی درصد اریبی (PBIAS) بارش در چهار منطقه از ایران منفی است: ۱- سواحل جنوبی دریای خزر؛ ۲- رشته‌کوه‌های جنوبی البرز، ۳- ارتفاعات زاگرس و ٤- جنوب شرقی ایران. بیشینه درصد اریبی منفی بارش در ارتفاعات زاگرس قابل‌مشاهده است. در مقابل در مناطق شمال‌غربی، شمال‌شرقی و مناطق بزرگی از ایران داخلی درصد اریبی MSWEP مثبت است. به‌طورکلی کوهرنگ با درصد اریبی ٦/٦٦- درصد، بیشینه درصد اریبی منفی و بم با ۷/۹۳ درصد، بیشینه درصد اریبی مثبت را نشان داده‌اند. همان‌طور که روشن است اگر تنها به دو سنجه RMSE و MBE بسنده می‌شد، به نظر می‌رسید که بم نسبت به بندر انزلی اریبی کمتری دارد؛ اما همان‌طور که مشخص شد مقدار درصد اریبی از کل بارش سالانه در بندر انزلی تنها ۳/٦- درصد است که به‌رغم کم‌برآوردی در بارش دارای دقت بهتری نسبت به بم است.

جدول ۲- متوسط سنجه‌های آماری در پهنه‌های اقلیمی ایران بر اساس روش کوپن-گایگر

پهنه اقلیمی	R^2	RMSE	MBE	PBIAS
BSh	۰/۹۸۲	۲/۸۶	-۴/۲۶	-۱/۰۱
BSk	۰/۹۶۳	۲/۷۳	۰/۱۶	۰/۴۰
BWh	۰/۹۳۶	۲/۱۸	-۰/۰۲	۰/۳۲
BWk	۰/۹۳۴	۲/۲۸	-۲/۳۲	-۰/۲۱
Cfa	۰/۹۶۱	۹/۷۶	-۴۰/۶۶	-۲/۴۵
Csa	۰/۹۶۲	۵/۹۵	-۵/۲۸	-۰/۷۴
Dsa	۰/۹۸۲	۳/۴۳	-۷/۵۶	-۰/۷۶
Dsb	۰/۹۵۶	۲/۸۳	-۱۷/۱۱	-۴/۰۹



شکل ۲- توزیع فضایی سنجه‌های R2، RMSE، MBE و PBIAS بر اساس مقایسه بارش سالانه پایگاه داده MSWEP-V2 و بارش ایستگاهی در ایران

۳-۲- دوره بازگشت مجموع بارش سالانه در ایران

دوره بازگشت بارش سالانه و احتمال رخداد بارش‌های برابر و بیش از ۱ میلی‌متر در ایران با استفاده از روش GEV محاسبه و نتایج آن در شکل (۳) ارائه شد. بر اساس روش GEV، بارش سالانه ایران دارای دوره‌های بازگشت، ۱، ۳، ۵، ۱۰ و ۱۵ ساله است. بیشینه شدت بارش در دوره‌های بازگشت اشاره شده در سواحل جنوبی کشور، زاگرس مرتفع و سواحل خزری دیده می‌شود.

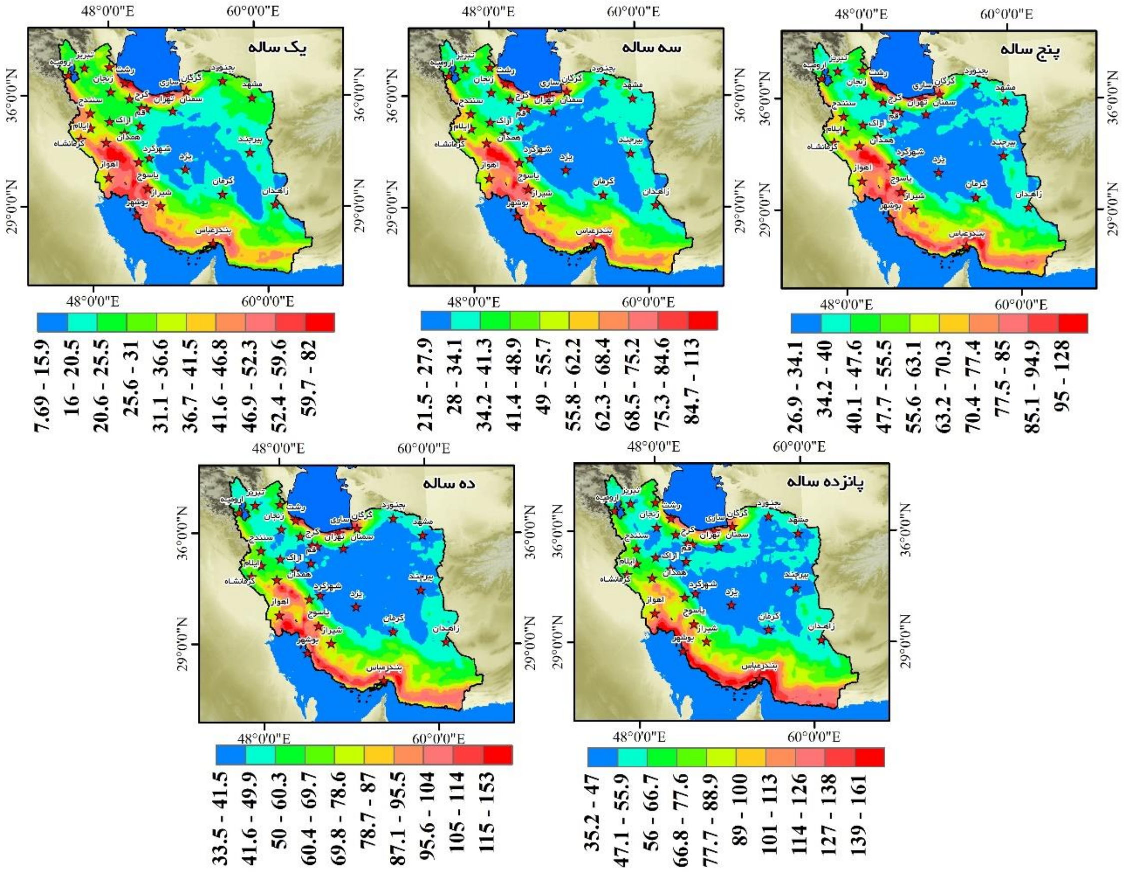
از نظر پارامترهای GEV، افزایش مقدار بارش با افزایش گام زمانی دوره‌های بازگشت در مناطق جنوبی ایران (مناطق ساحلی خلیج‌فارس و دریای عمان) همزمان با افزایش پارامتر مکانی توزیع GEV است (شکل ۳). بر این اساس می‌توان اذعان داشت که روند افزایشی در دوره‌های بازگشت در سطح آماری ۵ درصد ($\alpha = 0.05$) معنی‌دار است.

بیشینه مقدار بارش در دوره‌های بازگشت ۱، ۳، ۵، ۱۰ و ۱۵ ساله افزایش زیادی در سواحل خلیج‌فارس و دریای عمان نشان می‌دهد (شکل ۳). در این مناطق مقدار بارش از دوره بازگشت ۱ ساله به ۳ ساله با آهنگ متوسط ٤ درصد به ازای هرسال افزایش می‌یابد. مطابق با شکل (۳)، افزایش مقدار بیشینه بارش با افزایش دوره بازگشت در سواحل جنوبی ایران بارزتر است اما باید توجه داشت که درست در جنوب‌غربی ایران و مناطق شمالی استان خوزستان مقدار بارش در دوره‌های بازگشت موردبررسی به ازای هر دهه حدود ۱ درصد کاهش می‌یابد.

همان‌طور که در شکل (۳) مشخص است و پیش‌تر نیز گفته شد با افزایش دوره بازگشت، بیشینه مقدار بارش نیز افزایش می‌یابد. این افزایش در سواحل جنوبی ایران کمی بیشتر از مناطق شمالی کشور است؛ اما به‌طورکلی در بین مناطق و دوره‌های مختلف آهنگ افزایش بارش با طولانی‌تر شدن دوره‌های بازگشت همراه است.

بیشینه مقدار بارش در دوره بازگشت ۱ ساله در ایران بین ۷/٦۹ میلی‌متر در جنوب شرق تا ۸۲/۰۳ میلی‌متر در زاگرس مرتفع در نوسان است. با افزایش دوره بازگشت، مقدار بارش محتمل در یک روز نیز افزایش می‌یابد. به‌طوری‌که بیشینه بارش در دوره بازگشت ۳ ساله ۱۱۳/٤۹ میلی‌متر، ۵ ساله ۱۲۸/۲۸ میلی‌متر، ۱۰ ساله ۱۵۳/۳۰ میلی‌متر و ۱۵ ساله ۱٦۰/۸٦ میلی‌متر برآورد شد. احتمال بارش در دوره‌های بازگشت به‌دست آمده در سواحل جنوبی ایران از چابهار تا اهواز، زاگرس مرتفع در غرب ایران (استان‌های لرستان، کرمانشاه و ایلام) و سواحل خزری نشان از خطر بالای سیل در این مناطق از ایران دارد. در سال‌های اخیر سیل‌های ویرانگری در مازندران (۱۳۹۷/۱۲/۲٦، بر اساس گزارش سازمان هواشناسی کشور طی دو روز ۳۰۰ میلی‌متر بارش داشته است که باعث کشته شدن ۱۳ نفر شد و به تعطیلی فرودگاه، راه‌آهن و تخلیه چند روستا انجامید)، گیلان (۱۳۹۹/۰۵/۱۵، ۳۷۸ میلی‌متر بارش در ٢٤ ساعت و خسارت به ٤۰ تا ٦۰ هزار هکتار از زمین‌های کشاورزی)، پل‌دختر (۱۳۹۸/۰۱/۰۵، مطابق با گزارش سازمان هواشناسی، ۱۰۸ میلی بارش در یک روز، ۱۵ کشته و خسارت به ۳٦۰۰ خانه) و سیستان و بلوچستان (۱۳۹۹/۰۱/۰٤، مطابق با گزارش سازمان هواشناسی ۸۹ میلی‌متر بارش در یک روز در نیکشهر) اتفاق افتاده است. مقایسه سیلاب‌های

رخ داده با مقدار بارش در دوره بازگشــت‌های مختلف که با روش GEV محاســبه شد، نشان از دقت بالای این روش در محاســبه دوره‌های بازگشــت بارش در ایران دارد (شکل ۳). بر این اساس مناطقی را که با رنگ قرمز در نقشه نشان داده شده‌اند، می‌توان پهنه‌هایی با خطر سیل‌خیزی بالا عنوان کرد.



شکل ۳- دوره بازگشت بارش با استفاده از روش فرین تعمیم یافته (GEV) در ایران برای مجموع بارش سالانه مبتنی بر برونداد پایگاه MSWEP

۳-۳- احتمال رخداد بارش و عدم قطعیت آن در ایران

احتمال رخداد بارش یک میلی‌متر و بیش‌تر معیاری برای شــناســایی شــدت بارش‌های روزانه اســت. بالا بودن شــاخص احتمــال رخـداد بارش و پایین بودن عدم قطعیت، نشــان از احتمال بالای بارش در یک روز را دارد. تأثیر عرض جغرافیایی و ارتفاع بر احتمال رخداد بارش‌های روزانه در ایران مشــهود اســت. نتایج این نشان داد که با کاهش عرض جغرافیایی از شــمال به جنوب مقدار این نســبت کاهش می‌یابد. اســتثنائاتی نیز دیده می‌شــود که مربوط به ارتفاعات داخلی کشــور اســت که باعث افزایش احتمال رخداد بارش می‌شـود. در همین راسـتا ذوالفقاری و همکاران

(۱۳۸۸) نشـــان دادند که عرض جغرافیایی و ارتفاع، رابطه معنی‌داری با حداکثر بارش‌های روزانه و بارش‌های ســالانه در ایران دارد.

عدم قطعیت احتمال رخداد بارش روزانه در ایران در تمامی مناطق کوهسـتانی بالای ۰/۵ اسـت. نتایج به‌دست آمده پیش‌تر در بخش درسـتی سـنجی نیز مورد تأیید قرار گرفته اسـت. به‌طوری‌که پهنه اقلیمی Dsb با ۴/۰۹- درصد اریبی، بالاترین متوسـط اریبی را در بین پهنه‌های اقلیمی ایران داشـته اسـت. بر این اسـاس می‌توان اذعان داشـت که افزایش ارتفاع در ایران سبب کاهش قطعیت در برآورد احتمال رخداد بارش روزانه می‌شود.

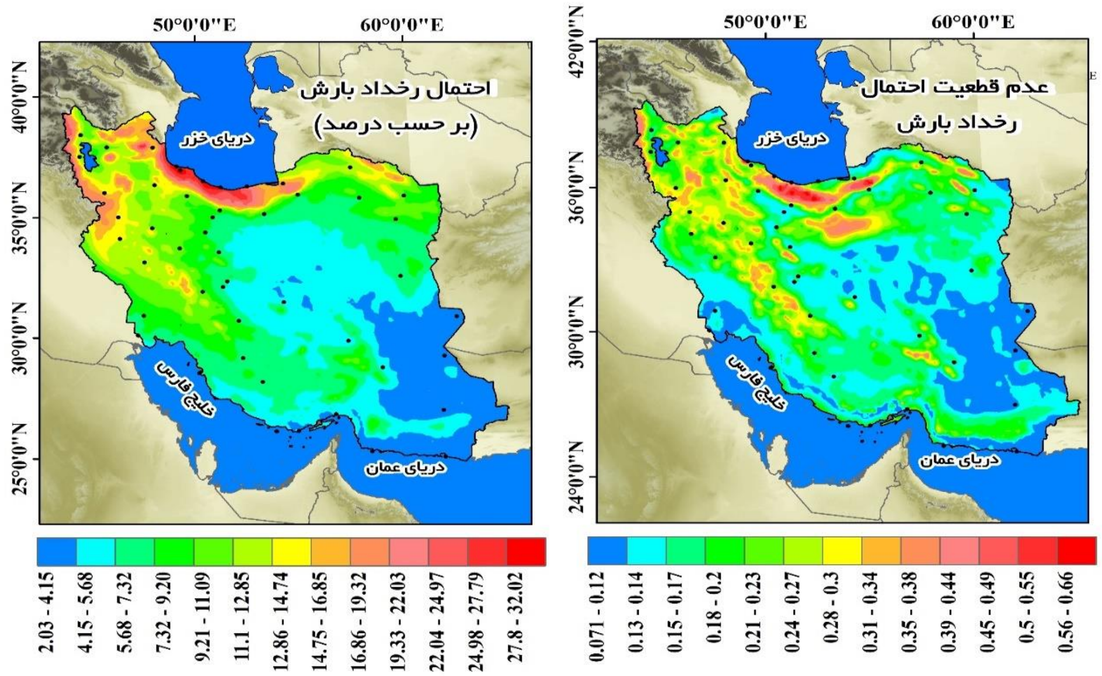
با نگاهی به شـکل (٤) که احتمال رخداد بارش‌های یک میلی‌متر و بیشتر را در ایران نشان می‌دهد این نکته مشهود اسـت کـه پراکندگی درصـد احتمال رخداد بارش با توزیع فضـایی بلندمدت بارش در ایران کاملاً همخوانی دارد. به‌طوری‌که بیشـینه درصـد احتمال رخداد بارش با بیش از ۳۰ درصـد در سـواحل جنوبی دریای خزر و کمینه آن با حداکثر ۲ درصد در جنوب شرق ایران مشاهده می‌گردد.

بـه جهـت جغرافیـایی چهار منطقه را می‌توان به‌عنوان مناطقی با احتمال بالای رخداد بارش روزانه در ایران در نظر گرفت. این چهار منطقه عبارتند از: ۱- سـواحل جنوبی دریای خزر، ۲- مناطق مرزی غربی ایران از آذربایجان غربی تا کردسـتان، ۳- زاگرس مرتفع در کوهرنگ بختیاری و ٤- مناطق مرتفع شـمال‌شـرقی ایران در مرز با کشور ترکمنستان. در مقابل جنوب شـرقی و سـواحل مکران به همراه بخش‌های بزرگی از ایران مرکزی پایین‌ترین احتمال رخداد بارش روزانـه را دارنـد. در این مناطق احتمال رخداد بارش یک میلی‌متر و بیش‌تر در یک روز کمتر از ۵ درصـد اسـت که علت آن دوری از منابع رطوبتی و قرارگیری در سایه بارش زاگرس است.

همان‌طور که در شـکل (٤) دیده می‌شـود این پایگاه داده بر روی بخش‌های مرتفع زاگرس درصد احتمال پایینی را برای بارش روزانه برآورد کرده اسـت که دلیل اصـلی آن به‌طوری‌که در بخش درسـتی سـنجی داده‌ها نیز اشـاره شـده است کمبود اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های زمینی در دوره موردمطالعه در این ناحیه است.

بر اسـاس نتایج به‌دسـت آمده احتمال رخداد بارش یک میلی‌متر و بیش‌تر از آن در ۷٤/۷۱ درصد از کشور کم‌تر از ۱۰ درصـد در روز اسـت. عمده مناطقی که احتمال رخداد بارش در آن‌ها بیش‌تر از ۱۰ درصـد است در بالاتر از مدار ۳۵ درجه شمالی قرار دارند. همچنین مناطق مرتفع زاگرس نیز شامل این مناطق می‌باشند (شکل ٤).

یافته‌های این تحقیق نشـان می‌دهد که عدم قطعیت احتمال رخداد بارش در مناطق مرتفع کوهسـتانی ایران بالاست. به‌طوری‌که در این مناطق عدم قطعیت تا ۰/٦ نیز می‌رسـد. در مقابل مناطق خشـک داخلی و شـرقی ایران پایین‌ترین عدم قطعیت را با مقدار ۰/۰۷ نشان دادند (شکل ٤).



شکل ٤- احتمال رخداد بارش یک میلی‌متر و بیش‌تر و عدم قطعیت آن در ایران برای مجموع بارش سالانه مبتنی بر برونداد پایگاه MSWEP

٤- نتیجه‌گیری

تعیین مقادیر و فراوانی رخدادهای بارش فرین نقش کلیدی در برنامه‌ریزی مدیریت ریسک و مهندسی دارد. با توسعه الگوریتم‌های برآورد بارش و افزایش تعداد پایگاه‌های در دسترس در مقیاس جهانی با تفکیک افقی بالا، امکان برآورد صحیح بارش در مناطق مختلف بخصوص مناطق بیابانی و مرتفع کوهستانی فراهم شده است. این تحقیق با هدف درستی سنجی و بررسی احتمال دوره‌های بازگشت بارش با استفاده از داده‌های پایگاه MSWEP انجام شده است. از توزیع فرین تعمیم یافته (GEV) برای ارائه درکی مناسب از الگوهای فضایی دوره بازگشت و احتمال رخداد بارش ۱ میلی‌متر و بیش‌تر در ایران استفاده گردید.

پایگاه داده MSWEP که کارایی آن در ایران موردبررسی قرار گرفته است، مبین کم‌برآوردی بارش در بیش‌تر پهنه‌های اقلیمی کشور است. به‌طوری‌که از ۸ پهنه اقلیمی اصلی ایران که اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی آن در دسترس بوده است اریبی بارش به‌طور متوسط در ۷ پهنه منفی (کم‌برآوردی) و فقط در پهنه BSk دارای متوسط اریبی مثبت (بیش‌برآوردی) است. بررسی درصد اریبی بارش نسبت به مجموع بارش سالانه در ایران نشان از کارایی قابل قبول این داده در سطح کشور دارد. به‌طوری‌که درصد اریبی بارش در ۵ پهنه از ۸ پهنه موردبررسی کمتر از ۱ درصد مجموع بارش سالانه است. بیش‌ترین اختلاف بین داده‌های مشاهداتی (ایستگاه‌های همدید) با داده‌های پایگاه

MSWEP-V220 در مناطق مرتفع زاگرس دیده می‌شود. این اختلاف ممکن است به این دلیل باشد که این پایگاه از داده‌های ایستگاه مبنا WorldClim, GHCN-D,GSOD و GPCC استفاده می‌کند و به دلیل اینکه ایستگاه‌های زاگرس مرتفع تازه تأسیس هستند و این چهار پایگاه داده -ایستگاه مبنا- مشارکت یافته در پایگاه MSWEP-V220 از این داده‌ها به دلیل کوتاه‌مدت بودن استفاده نکرده‌اند.

با توجه به اینکه درمجموع پایگاه داده بارش MSWEP-V220 کارایی قابل قبولی را در پهنه کشور ایران از خود نشان داد؛ از این داده جهت محاسبه دوره بازگشت بارش و احتمال رخداد بارش‌های یک میلی‌متر و بیش‌تر استفاده گردید. نتایج نشان داد که بارش در ایران دارای دوره‌های بازگشت ۱ ساله، ۳ ساله، ۵ ساله، ۱۰ ساله و ۱۵ ساله است. بیشینه بارش محتمل در یک روز به‌ترتیب ۸۲/۰۳، ۱۱۳/۴۹، ۱۲۸/۲۸، ۱۵۳/۳۰ و ۱٦۰/۸٦ میلی‌متر برای دوره‌های بازگشت مذکور می‌باشد که این بیشینه‌ها در مناطق شمال ایران، سواحل خلیج‌فارس و مناطق جنوب‌غربی ایران مشاهده می‌گردند. این مناطق مبین پهنه‌های بارشی سنگین و خیلی سنگین در ایران نیز هستند. در همین راستا، گرویزمن و همکاران[1] (۲۰۰۵) نشان دادند که مناطقی با مقدار بارش زیاد در دوره‌های بازگشت، بارش سنگین و بسیار سنگین را تجربه می‌کنند. عدم قطعیت احتمال رخداد بارش روزانه در ایران از حداقل کمتر از ۱ درصد در مناطق خشک داخلی تا بیش از ٦۰ درصد در مناطق مرتفع کوهستانی ایران در تغییر است. احتمال رخداد بارش روزانه با افزایش عرض جغرافیایی و ارتفاع در ایران افزایش می‌یابد. تأثیر عرض جغرافیایی و ارتفاع در بیشینه رخداد بارش پیش‌تر توسط ذوالفقاری و همکاران (۱۳۸۸) در ارتباط با نسبت بیشینه بارش‌های روزانه به بارش‌های سالانه در ایران مورد تأیید قرار گرفته است. همچنین عدم قطعیت بالا در مناطق مرتفع کوهستانی به دلیل نبود ایستگاه‌های مشاهداتی در پایگاه‌های ایستگاه مبنای مشارکت یافته در پایگاه MSWEP-V220 چندان دور از انتظار نبوده است.

تغییرات مکانی احتمال رخداد بارش روزانه نه‌تنها می‌تواند بر مدیریت منابع آب و خطر طغیان سیل و خشکسالی تأثیر بگذارد، بلکه در تغییر توزیع بارش در طول سری زمانی نیز دارای اهمیت است. اگرچه وردایی زیادی در بیشینه مقدار بارش در دوره‌های بازگشت ۱ تا ۱۵ ساله ایران مشاهده می‌شود، اما ماندگاری کانون‌هایی با شدت بارش بالا قابل‌توجه است که نشان دهنده افزایش خطر بروز سیلاب به دلیل احتمال بیشتر رخدادهای بارش سنگین و خیلی سنگین می‌باشد. همچنین ارتباط معنی‌داری بین مناطقی با شدت بارش بالا در دوره‌های بازگشت مختلف و پهنه‌هایی با سیل‌خیزی بالا در ایران (واقفی و همکاران، ۲۰۱۹) دیده می‌شود. بر این اساس مناطقی که در این پژوهش به‌عنوان کانون‌های بیشینه بارش در دوره‌های بازگشت شناسایی شدند را می‌توان به‌عنوان مناطقی با خطر سیل‌خیزی بالا در نظر گرفت.

1 Groisman et al

کتابنامه

ذوالفقاری، حسن؛ هاشمی، رضا؛ فشی، مهدی؛ ۱۳۸۸. بررسی نسبت حداکثر بارش‌های روزانه به بارش‌های سالانه در ایران. *تحقیقات جغرافیایی*. شماره ٢٤. صص ١٦٥–١٨٨.

رحیم‌زاده، فاطمه؛ نسجای‌زواره، مجتبی؛ ۱۳۹۳. روند و تغییرپذیری دما در ایران در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۰ پس از تعدیل ناهمگنی‌های غیرطبیعی موجود در داده‌ها. *تحقیقات جغرافیایی*. شماره ۲۹. صص ۱۸۱–۱۹٦.

رضیئی، طیب؛ ۱۳۹٦. منطقه‌بندی اقلیمی ایران به روش کوپن–گایگر و بررسی جابه‌جایی مناطق اقلیمی کشور در سدهٔ بیستم. *فیزیک زمین و فضا*. شماره ٤٣. صص ٤١٩–٤٣٩.

رضیئی، طیب؛ ستوده، فاطمه؛ ۱۳۹٦. بررسی دقت مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی (ECMWF) در پیش‌بینی بارش مناطق گوناگون اقلیمی ایران. *فیزیک زمین و فضا*. شماره ٤٣. صص ١٣٣–١٤٧.

عساکره، حسین؛ ۱۳۹۱. تغییر توزیع فراوانی بارش‌های فرین شهر زنجان. *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*. شماره ۲۳. صص ٥١–٦٦.

گرجی زاده، علی؛ آخوندعلی، علی‌محمد؛ شهبازی، علی؛ مریدی، علی؛ ۱۳۹۸. مقایسه و ارزیابی بارش برآورد شده توسط مدل‌های ERA-Interim، PERSIANN-CDR و CHIRPS در بالادست سد مارون. *تحقیقات منابع آب ایران*. شماره ۱۵. صص ۲٦۷–۲۷۹.

مظفری، غلامعلی؛ مزیدی، احمد؛ شفیعی، شهاب؛ ۱۳۹٦. واکاوی روابط فضایی بارش‌های فرین غرب ایران. *جغرافیا و توسعه*. شماره ٤٦. صص ١٦٩–١٨٣.

میری، مرتضی؛ رضیئی، طیب؛ رحیمی، مجتبی؛ ۱۳۹۵. ارزیابی و مقایسه آماری داده‌های بارش TRMM و GPCC با داده‌های مشاهده‌ای در ایران. *فیزیک زمین و فضا*. شماره ٤٢. صص ٦٥٧–٦٧٢.

Acero, F. J., García, J. A., & Gallego, M. C., 2011. Peaks-over-threshold study of trends in extreme rainfall over the Iberian Peninsula. Journal of Climate, 24: 1089-1105.

AghaKouchak, A., Behrangi, A., Sorooshian, S., Hsu, K., & Amitai, E., 2011. Evaluation of satellite- retrieved extreme precipitation rates across the central United States. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 116(D2).

Alexandersson, H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. Journal of climatology, 6: 661-675.

Beck, H. E., Wood, E. F., Pan, M., Fisher, C. K., Miralles, D. G., Van Dijk, A. I., ... & Adler, R. F., 2019. MSWEP V2 global 3-hourly 0.1 precipitation: methodology and quantitative assessment. Bulletin of the American Meteorological Society, 100: 473-500.

Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F., 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. Scientific data, 5: 1-12.

Bishop, C. H., & Abramowitz, G., 2013. Climate model dependence and the replicate Earth paradigm. Climate dynamics, 41: 885-900.

Bosilovich, M. G., Chen, J., Robertson, F. R., & Adler, R. F., 2008. Evaluation of global precipitation in reanalyses. Journal of applied meteorology and climatology, 47: 2279-2299.

Coles, S., Bawa, J., Trenner, L., & Dorazio, P., 2001. An introduction to statistical modeling of extreme values (Vol. 208, p. 208). London: Springer.
De Paola, F., Giugni, M., Pugliese, F., Annis, A., & Nardi, F., 2018. GEV parameter estimation and stationery vs. non-stationary analysis of extreme rainfall in African test cities. Hydrology, 5: 28.
DeGaetano, A. T., 2009. Time-dependent changes in extreme-precipitation return-period amounts in the continental United States. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 48: 2086-2099.
Fang, J., Yang, W., Luan, Y., Du, J., Lin, A., & Zhao, L., 2019. Evaluation of the TRMM 3B42 and GPM IMERG products for extreme precipitation analysis over China. Atmospheric Research, 223: 24-38.
Gao, M., Mo, D., & Wu, X., 2016. Nonstationary modeling of extreme precipitation in China. Atmospheric Research, 182: 1-9.
Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C., & Razuvaev, V. N., 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of climate*, *18*: 1326-1350.
Hirpa, F. A., Salamon, P., Alfieri, L., Pozo, J. T. D., Zsoter, E., & Pappenberger, F., 2016. The effect of reference climatology on global flood forecasting. Journal of Hydrometeorology, 17: 1131-1145.
Katz, R. W., Parlange, M. B., & Naveau, P., 2002. Statistics of extremes in hydrology. Advances in water resources, 25: 1287-1304.
Khaliq, M. N., Ouarda, T. B., Ondo, J. C., Gachon, P., & Bobée, B., 2006. Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations: A review. Journal of hydrology, 329: 534-552.
Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., & Wehner, M., 2013. Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. Climatic change, 119: 345-357.
Kim, Y. H., Min, S. K., Zhang, X., Sillmann, J., & Sandstad, M., 2020. Evaluation of the CMIP6 multi-model ensemble for climate extreme indices. Weather and Climate Extremes, 29: 100269.
Mika, J., 2013. Changes in weather and climate extremes: phenomenology and empirical approaches. Climatic Change, 121: 15-26.
Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., & Stouffer, R. J., 2008. Stationarity is dead: Whither water management? Earth, 4: 20.
Monier, E., & Gao, X., 2015. Climate change impacts on extreme events in the United States: an uncertainty analysis. Climatic Change, 131: 67-81.
Myhre, G., Alterskjær, K., Stjern, C. W., Hodnebrog, Ø., Marelle, L., Samset, B. H., ... & Stohl, A., 2019. Frequency of extreme precipitation increases extensively with event rareness under global warming. Scientific reports, 9: 1-10.
Prein, A. F., & Gobiet, A., 2017. Impacts of uncertainties in European gridded precipitation observations on regional climate analysis. International Journal of Climatology, 37: 305-327.
Rulfová, Z., Buishand, A., Roth, M., & Kyselý, J., 2016. A two-component generalized extreme value distribution for precipitation frequency analysis. Journal of hydrology, 534: 659-668.
Salas, J. D., & Obeysekera, J., 2014. Revisiting the concepts of return period and risk for nonstationary hydrologic extreme events. Journal of Hydrologic Engineering, 19: 554-568.
Soukissian, T. H., & Tsalis, C., 2015. The effect of the generalized extreme value distribution parameter estimation methods in extreme wind speed prediction. Natural Hazards, 78: 1777-1809.
Stedinger, J. R., Vogel, R. M., Foufoula-Georgiou, E., & Maidment, D. R., 1993. Handbook of hydrology. McGraw-Hill, Inc., New York, USA.

Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., & Hsu, K. L., 2018. A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons. Reviews of Geophysics, 56: 79-107.

Sun, Q., Zhang, X., Zwiers, F., Westra, S., & Alexander, L. V., 2021. A global, continental, and regional analysis of changes in extreme precipitation. Journal of Climate, 34: 243-258.

Tabari, H., 2020. Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. Scientific reports, 10: 1-10.

Vaghefi, S. A., Keykhai, M., Jahanbakhshi, F., Sheikholeslami, J., Ahmadi, A., Yang, H., & Abbaspour, K. C., 2019. The future of extreme climate in Iran. Scientific reports, 9: 1-11.

Vu, T. M., & Mishra, A. K., 2019. Nonstationary frequency analysis of the recent extreme precipitation events in the United States. Journal of Hydrology, 575: 999-1010.

Wahl, T., Jain, S., Bender, J., Meyers, S. D., & Luther, M. E., 2015. Increasing risk of compound flooding from storm surge and rainfall for major US cities. Nature Climate Change, 5: 1093-1097.

Wehner, M., Gleckler, P., & Lee, J., 2020. Characterization of long period return values of extreme daily temperature and precipitation in the CMIP6 models: Part 1, model evaluation. Weather and Climate Extremes, 30: 100283.

Xavier, A. C. F., Rudke, A. P., Fujita, T., Blain, G. C., de Morais, M. V. B., de Almeida, D. S., ... & Martins, J. A., 2020. Stationary and non- stationary detection of extreme precipitation events and trends of average precipitation from 1980 to 2010 in the Paraná River basin, Brazil. International Journal of Climatology, 40: 1197-1212.

Yan, H., Sun, N., Wigmosta, M., Skaggs, R., Hou, Z., & Leung, L. R., 2019. Next-generation intensity–duration–frequency curves to reduce errors in peak flood design. Journal of Hydrologic Engineering, 24: 04019020.

Yozgatlıgil, C., & Türkeş, M., 2018. Extreme value analysis and forecasting of maximum precipitation amounts in the western Black Sea subregion of Turkey. International Journal of Climatology, 38: 5447-5458.

Zolina, O., Simmer, C., Kapala, A., & Gulev, S., 2005. On the robustness of the estimates of centennial- scale variability in heavy precipitation from station data over Europe. Geophysical Research Letters, 32(14).